

## ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΗΣ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ ΣΤΗΝ ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ

**Ζήσης Μάλλιος**

Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πολυτεχνική Σχολή  
Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 54124 Θεσσαλονίκη  
e-mail: [zmallios@civil.auth.gr](mailto:zmallios@civil.auth.gr)

### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι βροχοπτώσεις είναι ένα φυσικό φαινόμενο με κύριο χαρακτηριστικό τη μεταβλητότητα της κατανομής τους στο χώρο και το χρόνο. Ο σχηματισμός των βροχοπτώσεων επηρεάζεται από ένα μεγάλο αριθμό παραμέτρων που σχετίζονται με τις ατμοσφαιρικές διεργασίες και τη μορφολογία του εδάφους. Στην εργασία αυτή παρουσιάζεται μια σειρά μοντέλων παλινδρόμησης που συνδέουν τη χωρική κατανομή των βροχοπτώσεων με τα χαρακτηριστικά της μορφολογίας του εδάφους. Κύριος σκοπός της εργασίας είναι να εντοπιστούν οι κυριότερες παράμετροι που συμβάλουν στη διαμόρφωση της χωρικής κατανομής των βροχοπτώσεων αποσκοπώντας στην ακριβέστερη εκτίμηση της χωρικής κατανομής του αθροιστικού ετήσιου ύψους βροχής, με εφαρμογή στο έτος 2016. Αποδεικνύεται ότι το μοντέλο χωρικής υστέρησης οδηγεί σε πολύ ικανοποιητικές εκτιμήσεις συνδέοντας το μέγεθος των βροχοπτώσεων με χαρακτηριστικά της μορφολογίας του εδάφους όπως το υψόμετρο, η κλίση του εδάφους, ο προσανατολισμός της κλίσης του εδάφους και η απόσταση από την κοντινότερη ακτή.

**ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ:** βροχοπτώσεις, μορφολογία του εδάφους, χωρική παλινδρόμηση

## ESTIMATION OF THE EFFECT OF TOPOGRAPHY ON THE SPATIAL DISTRIBUTION OF PRECIPITATION

**Zisis Mallios**

Faculty of Civil Engineering, School of Technology  
Aristotle University of Thessaloniki, 54124Thessaloniki  
e-mail: [zmallios@civil.auth.gr](mailto:zmallios@civil.auth.gr)

### SUMMARY

Precipitation is a natural phenomenon, with its major feature the variability of its distribution on time and space. The formation of rainfall is affected by many factors, related to atmospheric processes and topographic characteristics, across various spatial and temporal scales. This paper presents a series of regression models linking the spatial distribution of precipitation with various topographic characteristics. The main purpose of this paper is to identify the main parameters that help shape the spatial distribution of precipitation aiming to a more accurate estimation of the spatial distribution of the cumulative annual rainfall, with implementation in 2016. It turns out that the spatial lag model leads to very satisfactory estimates by linking the total annual precipitation with topographic variables such as altitude, slope, aspect, and distance from the nearest coast.

**KEY WORDS:** precipitation, topography, spatial regression

## 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι ατμοσφαιρικές κατακρημνίσεις αποτελούν βασικό στοιχείο του κλιματικού συστήματος και του παγκόσμιου κύκλου του νερού. Το νερό που εξατμίζεται από τη επιφάνεια της γης, συμπυκνώνεται σε νέφη από τα οποία στη συνέχεια επιστρέφει ξανά σε αυτή μέσω των κατακρημνίσεων, αποτελώντας την κύρια πηγή φρέσκου γλυκού νερού που είναι απαραίτητο για τη ζωή στη Γη. Το μέγεθος των βροχοπτώσεων είναι πολύ σημαντικό για την ευημερία των ανθρώπων. Οι υπερβολικές βροχοπτώσεις θέτουν σε κίνδυνο τη ζωή και τις υποδομές, ενώ αντίθετα η απουσία βροχής προκαλεί ξηρασίες που επηρεάζουν τη γεωργία και έχουν αποτέλεσμα την καταστροφή της αγροτικής παραγωγής. Η παγκόσμια μέση ετήσια αθροιστική βροχόπτωση υπολογίζεται ότι είναι μεταξύ 1000 mm και 1150 mm (Legates and Willmott, 1990; Michaelides et al., 2009; Kidd and Huffman, 2011). Για την Ελλάδα το αντίστοιχο μέσο ετήσιο ύψος βροχής σύμφωνα με την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία κυμαίνεται από λιγότερο από 300 mm για περιοχές στα ανατολικά της χώρας και τα νησιά του Αιγαίου έως περισσότερο από 2000 mm για περιοχές στα ορεινά της Δυτικής Ελλάδας (E.M.Y., 2016).

Η γνώση της χωρικής και χρονικής κατανομής των βροχοπτώσεων είναι ένα πολύ σημαντικό στοιχείο για ένα μεγάλο εύρος εφαρμογών σχετικών με τη διαχείριση των υδατικών πόρων και του περιβάλλοντος γενικότερα. Το κύριο χαρακτηριστικό των βροχοπτώσεων είναι ότι η κατανομή τους μεταβάλλεται στο χώρο και στο χρόνο. Ο σχηματισμός των βροχοπτώσεων επηρεάζεται από ένα μεγάλο αριθμό παραμέτρων για διαφορετικές χωρικές και χρονικές κλίμακες και είναι απαραίτητη η ενσωμάτωση τους στα υδρολογικά μοντέλα (Marquínez et al., 2003). Οι παράγοντες αυτοί περιλαμβάνουν: τις διεργασίες μέσης κλίμακας που εμφανίζονται σε περιοχές που το εύρος της ακτίνας επιρροής τους κυμαίνεται από μερικά χιλιόμετρα έως περίπου εκατό χιλιόμετρα, όπως η κυκλοφορία του αέρα μεταξύ των βουνών και των κοιλάδων και οι εποχιακές μεταβολές των επικρατούντων ανέμων, τις διεργασίες συνοπτικής κλίμακας, που περιλαμβάνουν περιοχές υψηλών και χαμηλών πιέσεων και επηρεάζουν τη χωρική κατανομή βροχοπτώσεων σε μεγαλύτερες περιοχές (100-1000 km<sup>2</sup>), καθώς και τις διεργασίες παγκόσμιας κλίμακας όπως το φαινόμενο El Nino και το δίπολο του Ινδικού ωκεανού, που επηρεάζουν τις βροχοπτώσεις παγκοσμίως (Ahrens and Henson, 2016).

Λόγω του ιδιαίτερα τοπικού τους χαρακτήρα οι ατμοσφαιρικές κατακρημνίσεις είναι ένα φαινόμενο που είναι πολύ δύσκολο να προσομοιωθεί με ένα μαθηματικό μοντέλο. Η ακρίβεια της εκτίμησης των βροχοπτώσεων σε μια περιοχή επηρεάζεται από αυτή τη μεγάλη μεταβλητότητα στην κατανομή τους ως προς το χώρο και το χρόνο. Επίσης, στις περισσότερες περιπτώσεις οι εκτιμήσεις για την κατανομή των βροχοπτώσεων δεν είναι ακριβείς γιατί συνήθως βασίζονται σε σημειακές μετρήσεις οι οποίες σε πολλές περιπτώσεις είτε δεν είναι πλήρεις, είτε δεν αντιπροσωπεύουν πλήρως όλη την περιοχή μελέτης. Οι συνηθέστερες μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της συνολικής βροχόπτωσης σε μια περιοχή είναι η μέθοδος των πολύγωνων Thiessen, η μέθοδος παρεμβολής του αντιστρόφου της απόστασης ή του αντιστρόφου του τετραγώνου της απόστασης και η μέθοδος Kriging (Hession and Moore, 2011). Με εξαίρεση τη μέθοδο Kriging, αυτές οι μέθοδοι δεν αντιμετωπίζουν ικανοποιητικά τα προβλήματα της χωρικής εξάρτησης και της χωρικής ανομοιογένειας. Η μέθοδος Kriging, με τις δικές της υποθέσεις και περιορισμούς, είναι πιο κατάλληλη όταν υπάρχει μεγάλο πλήθος μετρήσεων και γι' αυτό είναι πιο χρήσιμη για την επιλογή της θέσης εγκατάστασης νέων μετεωρολογικών σταθμών (Tsintikidis et al., 2002). Ακόμα όμως και στην περίπτωση των πιο σύγχρονων προσεγγίσεων όπως τις εκτιμήσεις των βροχοπτώσεων που προκύπτουν από την ανάλυση δορυφορικών εικόνων έχουν εντοπιστεί σοβαρές αποκλίσεις. Υπάρχει μεγάλος αριθμός εργασιών που αποδεικνύουν ότι οι εκτιμήσεις μέσω δορυφορικών λήψεων είτε υποεκτιμούν, είτε υπερεκτιμούν σημαντικά το μέγεθος των βροχοπτώσεων (Lo Conti et al., 2014; Duan et al., 2016; Sun et al., 2016).

Πολλές μελέτες έχουν δείξει ότι η διαμόρφωση ενός μοντέλου γραμμικής παλινδρόμησης που συνδέει το μέγεθος των βροχοπτώσεων με τα χαρακτηριστικά της μορφολογίας του εδάφους, όπως το υψόμετρο, η κλίση του εδάφους, ο προσανατολισμός της κλίσης του εδάφους και η απόσταση από τη θάλασσα παράγουν ικανοποιητικές εκτιμήσεις, καθώς επίσης και μια φυσική βάση για την ερμηνεία της χωρικής κατανομής των βροχοπτώσεων (Hession and Moore, 2011; Um et al., 2011; Staub et al., 2014; Haddad et al., 2015). Εντούτοις, η διαμόρφωση ενός τέτοιου μοντέλου γραμμικής παλινδρόμησης έχει πολλά προβλήματα με κυριότερο την χωρική εξάρτηση των παρατηρήσεων που με τη σειρά της έχει ως επίπτωση την ετεροσκεδαστικότητα των υπολοίπων της παλινδρόμησης (Baron and Aldstadt, 2003; Staub et al., 2014). Σε αυτό το πλαίσιο στην παρούσα εργασία εντοπίζονται τα χαρακτηριστικά της τοπογραφίας που συμβάλουν στην κατανομή των βροχοπτώσεων σε όλη την Ελληνική επικράτεια. Για αυτό το σκοπό εξετάζεται η σχέση του αθροιστικού ετήσιου ύψους βροχής με μια σειρά μεταβλητών, όπως το υψόμετρο του εδάφους, η κλίση του εδάφους, ο προσανατολισμός της κλίσης του εδάφους, η απόσταση από τη θάλασσα, το γεωγραφικό μήκος και το γεωγραφικό πλάτος. Και τέλος, διαμορφώνονται τρία διαφορετικά μοντέλα παλινδρόμησης με στόχο τη διαμόρφωση της καλύτερης εξίσωσης παλινδρόμησης που περιγράφει την κατανομή των βροχοπτώσεων σε ετήσια βάση για όλη την Ελλάδα. Η διαδικασία που περιγράφεται παρακάτω μπορεί να εφαρμοστεί για οποιαδήποτε χρονιά και κατά αυτό τον τρόπο να ληφθεί το αντίστοιχο μοντέλο που περιγράφει την χωρική κατανομή των βροχοπτώσεων για κάθε έτος.

## 2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

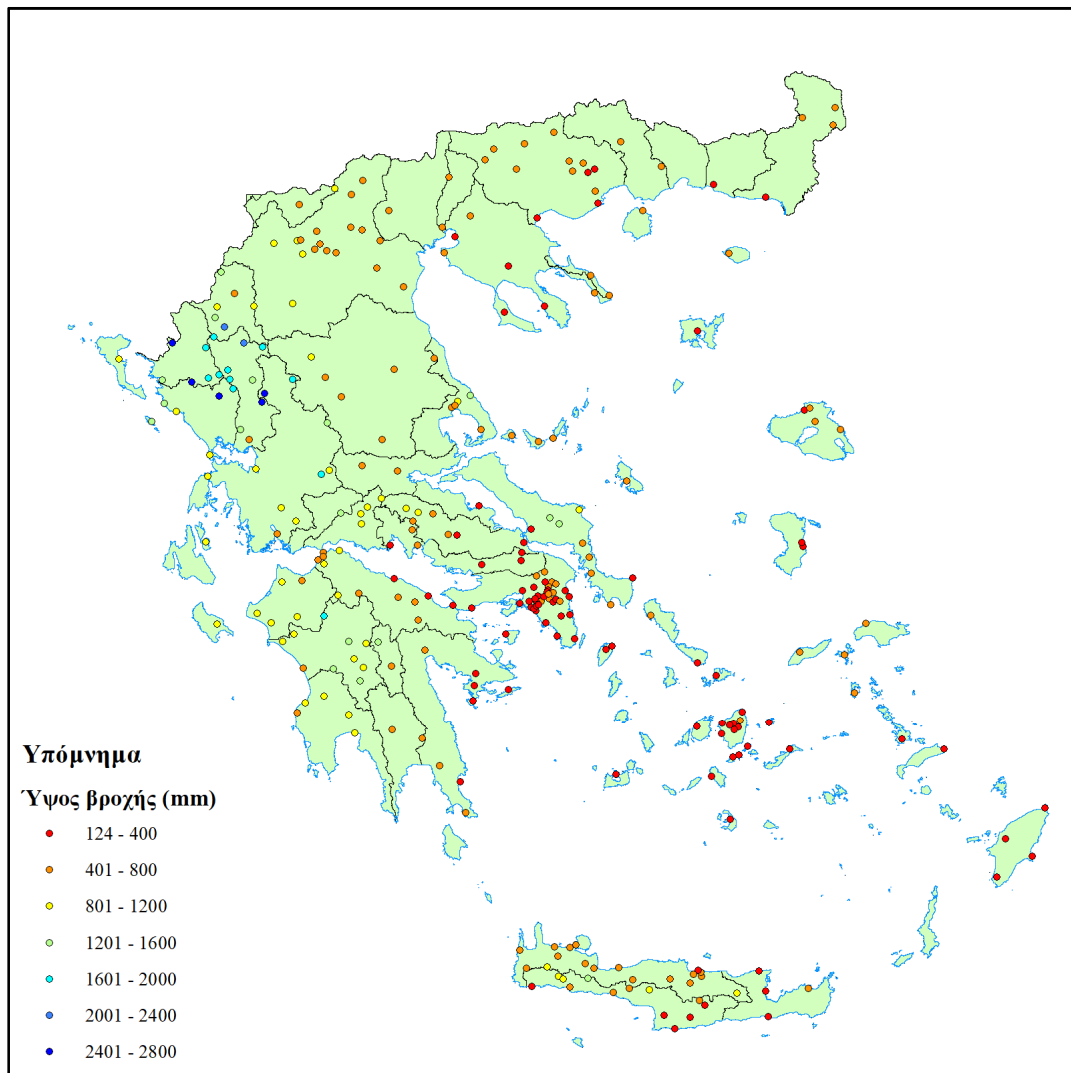
Η Ελλάδα, βρίσκεται στο νοτιότερο άκρο της Βαλκανικής Χερσονήσου, έχει συνολική έκταση 131.957 km<sup>2</sup> και ανήκει στην εύκρατη ηπειρωτική κλιματική ζώνη του βορείου ημισφαιρίου. Το κλίμα της Ελλάδας είναι μεσογειακό δηλαδή, χαρακτηρίζεται από ήπιους και βροχερούς χειμώνες, θερμά και ξηρά καλοκαίρια και εκτεταμένες περιόδους ηλιοφάνειας σε όλη τη διάρκεια του έτους. Η χώρα χωρίζεται σε δύο κύριες γεωγραφικές ενότητες την ηπειρωτική χώρα και τα νησιά. Η ηπειρωτική χώρα καταλαμβάνει περίπου το 80% της συνολικής έκτασης ενώ το υπόλοιπο 20% κατανέμεται μεταξύ 6.000 περίπου νησιών και νησίδων. Η μορφολογία του εδάφους είναι κυρίως ορεινή και λοφώδης. Το μέγιστο υψόμετρο είναι 2.904 m από τη μέση στάθμη της θάλασσας στο όρος Όλυμπος (ΕΛΣΤΑΤ, 2011).

Η μορφολογία του εδάφους στην Ελλάδα είναι ιδιαίτερα έντονη. Στα δυτικά της ηπειρωτικής χώρας κυριαρχεί ο ορεινός όγκος της Πίνδου με λίγες πεδινές εκτάσεις ενώ, οι περισσότερες πεδιάδες βρίσκονται στα ανατολικά της ηπειρωτικής Ελλάδας. Η μορφολογία του εδάφους συνεισφέρει σημαντικά στον καθορισμό των κλιματικών χαρακτηριστικών της χώρας. Η σύνθετη τοπογραφία, η μεγάλου μήκους ακτογραμμή και τα χιλιάδες νησιά και νησίδες, όσο και οι πολλές οροσειρές και τα ψηλά βουνά όπως ο Όλυμπος, συνεισφέρουν στη διαφοροποίηση του κλίματος της χώρας. Το κλίμα της βόρειας Ελλάδας παρουσιάζει αρκετά χαρακτηριστικά του κλίματος της βορειοανατολικής Ευρώπης, ενώ αντίθετα το κλίμα της νότιας Ελλάδα είναι αμιγώς μεσογειακό (Ε.Μ.Υ., 2016).

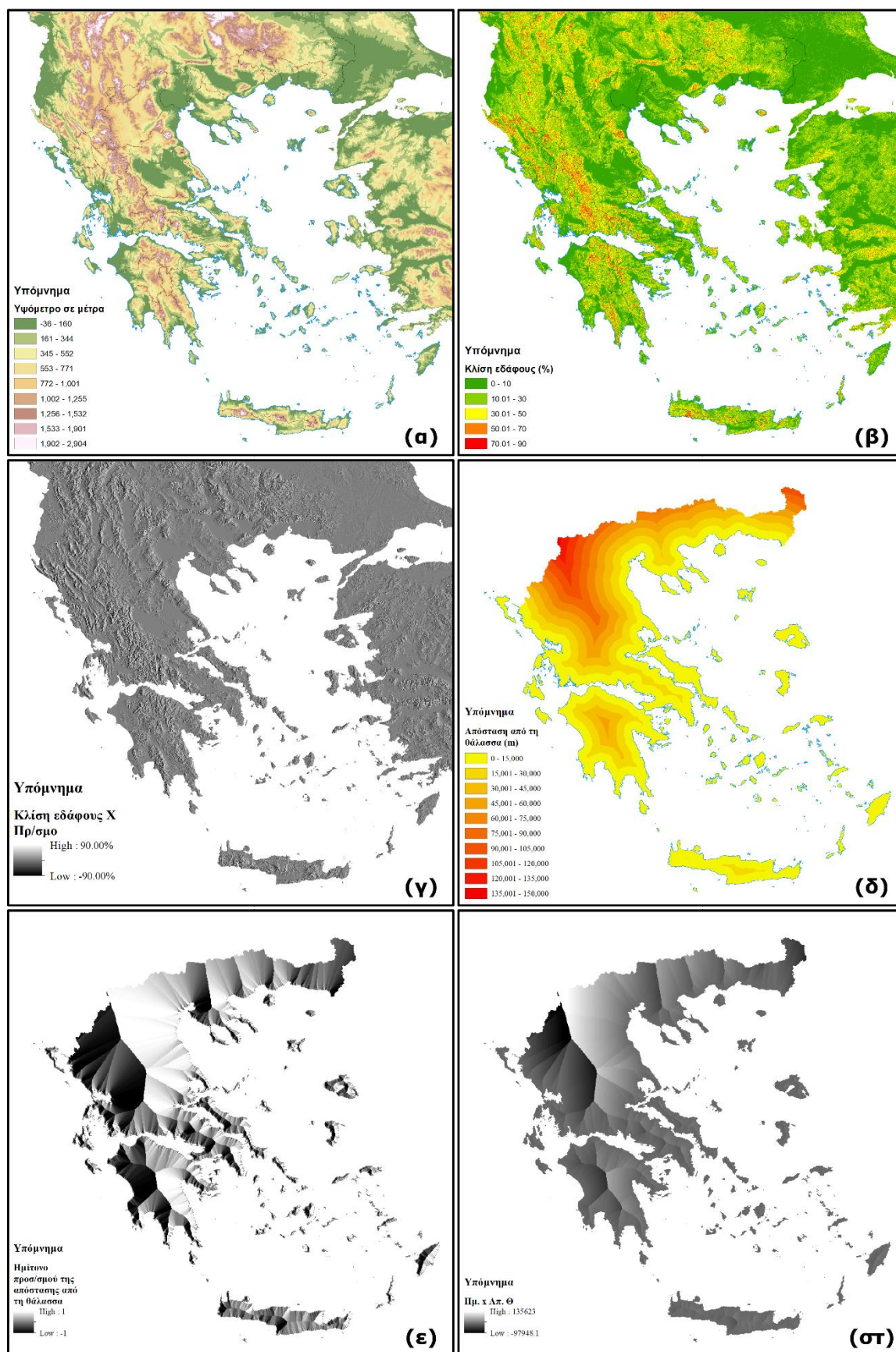
Παρατηρώντας τα δεδομένα για τη μέση ετήσια αθροιστική βροχόπτωση της περιόδου 1971 – 2000 (Ε.Μ.Υ., 2016), είναι εμφανής στην ηπειρωτική χώρα η ομβροσκία που προκαλείται από την οροσειρά της Πίνδου καθώς επίσης και η αντίστοιχη ομβροσκία που προκαλείται από τα όρη της Πελοποννήσου. Το φαινόμενο της ομβροσκίας έχει ως αποτέλεσμα υψηλότερες τιμές βροχόπτωσης στις περιοχές δυτικά της Πίνδου και στη Δυτική Ελλάδα γενικότερα και χαμηλότερες στην υπόλοιπη Ελλάδα και τις Κυκλάδες. Η Κρήτη, επειδή απέχει αρκετά από την Πελοπόννησο, δεν επηρεάζεται από την ομβροσκία της δυτικής Ελλάδας, έτσι στα δυτικά του νησιού υπάρχουν αυξημένες βροχοπτώσεις πράγμα που δεν συμβαίνει στα ανατολικά. Το μέσο ετήσιο ύψος βροχής κυμαίνεται μεταξύ τιμών μικρότερων

των 300 mm στις Κυκλάδες, έως άνω των 2000 mm, κυρίως στην Πίνδο.

Για την εκπόνηση της παρούσας έρευνας χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΕΑΑ). Το δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών του ΕΑΑ τα τελευταία χρόνια αναπτύσσεται συνεχώς και στα τέλη του 2016 αποτελείτο από 335 σταθμούς (Lagouvardos et al., 2017). Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας το αρχείο των ημερήσιων καταγραφών όλων των σταθμών του δικτύου καθώς και η ακριβής θέση τους και το υψόμετρο τους ανακτήθηκε από την ιστοσελίδα του ΕΑΑ (<http://meteosearch.meteo.gr/>), που έχει ως σκοπό την παροχή των μετρήσεων του δικτύου αυτόματων μετεωρολογικών σταθμών του ΕΑΑ στο κοινό. Από το σύνολο των σταθμών του δικτύου χρησιμοποιήθηκαν 294 για τους οποίους υπήρχε καταγραφή του ύψους βροχής για όλο το έτος 2016, χωρίς όμως να γίνει περαιτέρω έλεγχος της ποιότητας των καταγραφών. Στην εικόνα 1 φαίνονται οι θέσεις των σταθμών του δείγματος. Η μέση τιμή του ετήσιου αθροιστικού ύψους βροχής για την Ελλάδα όπως προκύπτει από τα δεδομένα των σταθμών του δείγματος για το 2016 είναι 685.09mm με ελάχιστο τα 124mm και μέγιστο τα 2734 mm που μετρήθηκαν στους σταθμούς της Σχοινούσας και των Θεοδωριανών Άρτας αντίστοιχα. Το ετήσιο αθροιστικό ύψος βροχής κάθε σταθμού απεικονίζεται στην εικόνα 1 με ανάλογο χρώμα. Η χρωματική διαβάθμιση ξεκινά από το κόκκινο χρώμα για τους σταθμούς με το μικρότερο ετήσιο αθροιστικό ύψος βροχής και καταλήγει στο μπλε χρώμα για τους



**Εικόνα 1: Θέσεις των μετεωρολογικών σταθμών του δείγματος**  
σταθμούς με το μεγαλύτερο ετήσιο αθροιστικό ύψος βροχής.



Εικόνα 2: Το ψηφιακό μοντέλο του εδάφους (α) και τα παράγωγα του, κλίση του εδάφους (β) κλίση του εδάφους επί το ημ/νο του προσανατολισμού (γ), απόσταση από τη θάλασσα (δ), ημ/νο προσανατολισμού απόστασης από τη θάλασσα (ε) και το γινόμενο των εικόνων 2δ και 2ε.



Τα δεδομένα που απαιτούνται για την ανάλυση που ακολουθεί και τη διαμόρφωση των μοντέλων που συνδέουν την μορφολογία του εδάφους με το ύψος των βροχοπτώσεων, προέκυψαν μετά από ανάλυση και επεξεργασία του ψηφιακού μοντέλου του υψομέτρου του εδάφους “European Digital Elevation Model (EU-DEM), version 1.1” της Ευρωπαϊκής υπηρεσίας Copernicus (European Union, 2016). Το EU-DEMv1.1 διατίθεται σε μορφή ψηφιακών αρχείων εικόνων, Geotiff 32 bit. Πρόκειται για ένα συνεχόμενο σύνολο δεδομένων που καλύπτει σχεδόν όλη την Ευρώπη και είναι χωρισμένο σε 1992 ψηφιακά αρχεία εικόνων 4000x4000 εικονοστοιχείων που αντιστοιχούν σε επιφάνεια 100x100 km, κατά συνέπεια κάθε εικονοστοιχείο αντιστοιχεί σε επιφάνεια 25x25m με κάθετη ακρίβεια: +/- 7 μέτρα μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Το ψηφιακό μοντέλο του υψομέτρου του εδάφους (εικόνα 2α) επεξεργάστηκε με τα εργαλεία του Spatial Analyst του γεωγραφικού συστήματος πληροφοριών ArcGISDesktop 10.2.2 (ESRI, 2011) με σκοπό την ανάκτηση των χαρακτηριστικών της μορφολογίας του εδάφους όπως αυτά που προτείνονται στη βιβλιογραφία (Hession and Moore, 2011; Um et al., 2011; Staub et al., 2014; Haddad et al., 2015). Από αυτή την επεξεργασία προέκυψαν τα αρχεία εικόνων τύπου raster που απεικονίζουν την κλίση της επιφάνειας του εδάφους (εικόνα 2β), τον προσανατολισμό της κλίσης του εδάφους εκφρασμένο σε μοίρες ως προς το βορά και την απόσταση από την κοντινότερη ακτή (εικόνα 2δ). Στη συνέχεια από τα αρχεία του προσανατολισμού της κλίσης του εδάφους και του προσανατολισμού της απόστασης από την κοντινότερη ακτή προέκυψαν τα αρχεία εικόνων τύπου raster που απεικονίζουν το ημίτονο του προσανατολισμού της κλίσης του εδάφους και της απόστασης από την κοντινότερη ακτή (εικόνα 2ε) αντίστοιχα. Τέλος πολλαπλασιάζοντας το ημίτονο του προσανατολισμού της κλίσης του εδάφους με την κλίση του εδάφους προέκυψε το αντίστοιχο αρχείο εικόνας που φαίνεται στην εικόνα 2γ, αντίστοιχα πολλαπλασιάζοντας το ημίτονο του προσανατολισμού της απόστασης από τη θάλασσα με την αντίστοιχη απόσταση προέκυψε το αρχείο εικόνας που φαίνεται στην εικόνα 2στ.

Από τα παραπάνω αρχεία εικόνων για τη θέση του κάθε μετεωρολογικού σταθμού του δείγματος υπολογίστηκαν και ενσωματώθηκαν στο αρχείο δεδομένων του δείγματος ως μεταβλητές: η κλίση του εδάφους, το ημίτονο του προσανατολισμού της κλίσης του εδάφους (ΗΠΚΕΔ), το γινόμενο της κλίσης του εδάφους με το ημίτονο του προσανατολισμού της κλίσης του εδάφους (ΚΕΔ x ΗΠΚΕΔ), η απόσταση του σταθμού από τη θάλασσα (ΑΣΘ), το ημίτονο του προσανατολισμού της απόστασης του σταθμού από τη θάλασσα (ΗΠΑΣΘ) και το γινόμενο της απόστασης του σταθμού από τη θάλασσα με το ημίτονο του προσανατολισμού της απόστασης του σταθμού από τη θάλασσα (ΗΠΑΣΘxΑΣΘ). Στο αρχείο των δεδομένων συμπεριλήφθηκαν επίσης οι συντεταγμένες Χ και Υ των σταθμών ως προς το

**Πίνακας 1: Περιγραφικές στατιστικές των μεταβλητών του δείγματος**

	Μέση Τιμή	Διάμεσος	Ελάχιστο	Μέγιστο	Τυπική Απόκλιση
Ύψος Βροχής (mm)	685.09	519.00	124.00	2734.00	485.93
ΕΓΣΑ87X (m)	442790.51	460557.50	144073.00	877918.00	147240.25
ΕΓΣΑ87Y (m)	4244637.89	4226568.50	3865440.00	4595480.00	185868.23
Υψόμετρο (m)	299.33	119.20	-0.38	2078.06	384.53
Κλίση Εδάφους (%)	10.08	6.02	0.00	97.17	11.62
ΗΠΚΕΔ	-0.01	0.00	-1.00	1.00	0.71
ΚΕΔ x ΗΠΚΕΔ	1.24	0.00	-31.30	95.62	11.74
ΑΣΘ (m)	18152.09	6082.76	0.00	113217.00	25302.78
ΗΠΑΣΘ	0.00	0.00	-1.00	1.00	0.63
ΗΠΑΣΘ x ΑΣΘ	1473.60	0.00	-78311.91	113061.84	25099.12
Ηπειρωτική Ελλάδα	0.71	1.00	0.00	1.00	0.45

προβολικό σύστημα ΕΓΣΑ87 καθώς και το υψόμετρο των σταθμών. Επίσης στο αρχείο των δεδομένων εισήχθη μια επιπλέον ψευδομεταβλητή με σκοπό των διαχωρισμό των σταθμών σε δύο κατηγορίες, τους σταθμούς που βρίσκονται στην Ηπειρωτική Ελλάδα και τους σταθμούς που βρίσκονται στα νησιά (Sen and Srivastava, 1990). Στον πίνακα 1 φαίνονται το σύνολο των μεταβλητών που συνθέτουν τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στην ανάλυση που ακολουθεί καθώς και τα περιγραφικά στατιστικά μεγέθη τους.

### 3 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας διαμορφώθηκαν τρία διαφορετικά μοντέλα παλινδρόμησης και αξιολογήθηκαν με σκοπό να εντοπιστεί αυτό που προσεγγίζει καλύτερα τη σχέση της εξαρτημένης μεταβλητής, δηλαδή της αθροιστικής ετήσιας βροχόπτωσης για το έτος 2016 με τις ανεξάρτητες μεταβλητές. Πιο συγκεκριμένα, το μοντέλο της απλής γραμμικής παλινδρόμησης, το μοντέλο της χωρικής υστέρησης (Spatial Lag Model) και μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος (Spatial Error Model).

Το μοντέλο της γραμμικής παλινδρόμησης έχει τη μορφή της εξίσωσης 1 και εκτιμάται με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (Sen and Srivastava, 1990; Draper and Smith, 1998):

$$\mathbf{Y} = \boldsymbol{\beta}\mathbf{X} + \boldsymbol{\varepsilon} \quad (1)$$

$$\varepsilon_i \sim iid(0, \sigma^2) \quad \forall i = 1, 2, \dots, n$$

όπου  $\mathbf{Y}$  είναι το διάνυσμα των τιμών της εξαρτημένης μεταβλητής δηλαδή του αθροιστικού ετήσιου ύψους βροχής, το  $\mathbf{X} = (x_1, x_2, \dots, x_n)$  είναι το μητρώο των τιμών των ανεξάρτητων μεταβλητών, με τις τιμές της πρώτης στήλης να είναι όλες ίσες με τη μονάδα για την αναπαράσταση του σταθερού όρου,  $\boldsymbol{\beta} = (\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_n)$  είναι το διάνυσμα των συντελεστών των ανεξάρτητων μεταβλητών με  $\beta_1$  να είναι ο σταθερός όρος και  $\varepsilon$  το σφάλμα που πρέπει να έχει μέση τιμή ίση με το μηδέν. Το διάνυσμα  $\boldsymbol{\beta}$  είναι το σύνολο των παραμέτρων που πρέπει να εκτιμηθεί με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Η αξιολόγηση της ποιότητας της προσαρμογής του μοντέλου στα δεδομένα γίνεται με τον συντελεστή ποιότητας προσαρμογής  $R^2$  και τη στατιστική  $F$  (Sen and Srivastava, 1990; Draper and Smith, 1998). Όταν τα δεδομένα της παλινδρόμησης έχουν χωρικό χαρακτήρα είναι επίσης απαραίτητος ο έλεγχος χωρικής εξάρτησης των δεδομένων με την εκτίμηση του δείκτη  $I$  του Moran (Cliff and Ord, 1981).

Το μοντέλο της χωρικής υστέρησης στηρίζεται στην υπόθεση ότι η τιμή της εξαρτημένης μεταβλητής μιας παρατήρησης (δηλ. το ύψος βροχής που καταγράφεται σε ένα σταθμό) διαμορφώνεται από μια σειρά έμμεσων και άμεσων επιδράσεων. Με άλλα λόγια το ύψος βροχής που καταγράφεται σε ένα σταθμό επηρεάζεται άμεσα από τα χαρακτηριστικά της θέσης του σταθμού και έμμεσα από τη χωρικά σταθμισμένη μέση τιμή των καταγραφών του ύψους βροχής των γειτονικών σταθμών (Ord, 1975). Το μοντέλο χωρικής υστέρησης είναι κατάλληλο για τον εντοπισμό και τη μέτρηση του μεγέθους της χωρικής αλληλεπίδρασης όταν αυτή υπάρχει. Για να μετρηθεί όμως η πραγματική επίδραση των ανεξάρτητων μεταβλητών ο όρος της χωρικής αυτοσυσχέτισης θα πρέπει να αφαιρεθεί από το μοντέλο. Το μοντέλο χωρικής υστέρησης είναι ανάλογο με τα αυτοπαλίνδρομα μοντέλα ανάλυσης χρονοσειρών. Στο μοντέλο χωρικής υστέρησης οι “γειτονικές” παρατηρήσεις επηρεάζουν, σε συνδυασμό με τις απλές επεξηγηματικές μεταβλητές, το αποτέλεσμα του μοντέλου. Το μοντέλο χωρικής υστέρησης γράφεται ως εξής (Ord, 1975; Anselin, 1988; Anselin and Bera, 1998):

$$\mathbf{Y} = \rho\mathbf{WY} + \boldsymbol{\beta}\mathbf{X} + \boldsymbol{\varepsilon} \quad (2)$$

Όπου  $\mathbf{Y}$  είναι ένα  $(m \times 1)$  διάνυσμα με τις τιμές της εξαρτημένης μεταβλητής (όπου  $m$  είναι ο αριθμός των μετεωρολογικών σταθμών),  $\rho$  είναι η χωρική παράμετρος αυτοπαλινδρόμησης,  $\mathbf{W}$  είναι ένα  $(m \times m)$  μητρώο των χωρικών σταθμίσεων,  $\mathbf{X}$  είναι ένα  $(m \times n)$  μητρώο που περιλαμβάνει τις επεξηγηματικές μεταβλητές (με τις τιμές της πρώτης στήλης να είναι όλες ίσες με τη μονάδα για την αναπαράσταση του σταθερού όρου και  $n-1$  είναι ο αριθμός των ανεξάρτητων μεταβλητών),  $\boldsymbol{\beta}$  είναι το διάνυσμα συντελεστών των ανεξάρτητων μεταβλητών και  $\boldsymbol{\varepsilon}$  είναι το διάνυσμα των ανεξάρτητων και μοναδικά κατανεμημένων όρων του σφάλματος.

Το μητρώο χωρικών σταθμίσεων απεικονίζει τη δομή της πιθανής χωρικής αλληλεπίδρασης. Είναι ένα μητρώο σταθερό και θετικά ορισμένο, όπου τα μη μηδενικά στοιχεία ορίζουν την γειτονική σχέση μεταξύ των σταθμών. Υπάρχουν πολλές προσεγγίσεις για τον καθορισμό των γειτονικών σταθμών, στην παρούσα εργασία ο καθορισμός των γειτονικών σταθμών βασίζεται στην απόσταση και στη γειτνίαση. Το μοντέλο χωρικής υστέρησης είναι το κατάλληλο εργαλείο όταν το ζητούμενο είναι να προσδιοριστεί η επίδραση της γειτονιάς (Ord, 1975; Anselin, 1988). Λόγω της ενδογενών μεταβλητών στο χωρικό όρο ( $\mathbf{WY}$ ), η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων είναι μεροληπτική και ασυνεπής. Για το λόγο αυτό είναι πιο σωστό η εκτίμηση του μοντέλου να γίνει με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας, προκειμένου να ληφθούν αποτελεσματικές εκτιμήσεις (Ord, 1975).

Σε αντίθεση με τα προηγούμενα, το χωρικό μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος έχει διαφορετική ερμηνεία. Το χωρικό μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος δεν ενσωματώνει τα έμμεσα χαρακτηριστικά, όπως συμβαίνει με το μοντέλο χωρικής υστέρησης, αλλά βασίζεται στην υπόθεση ότι υπάρχουν μία ή περισσότερες μεταβλητές που μεταβάλλονται στο χώρο και δεν συμπεριλαμβάνονται στο μοντέλο. Επομένως, η χωρική εξάρτηση ενσωματώνεται στον όρο του σφάλματος του μοντέλου (Anselin, 1988; Anselin and Bera, 1998; Anselin, 2003).

Συνήθως, παρόλο που δεν υπάρχει καμία προφανής χωρική αλληλεπίδραση, οι χωρικές πληροφορίες χρησιμοποιούνται για να διορθώσουν την ενδεχομένως μεροληπτική επίδραση της χωρικής αυτοσυσχέτισης (Anselin, 2001). Επομένως το ενδιαφέρον επικεντρώνεται στην αποτελεσματική εκτίμηση των παραμέτρων του μοντέλου και στα σωστά αποτελέσματα. Η ύπαρξη της χωρικής εξάρτησης στον όρο του σφάλματος, παριστάνεται με τον προσδιορισμό της χωρικής αυτοπαλινδρόμησης. Το χωρικό μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος ορίζεται ως εξής:

$$\mathbf{Y} = \boldsymbol{\beta}\mathbf{X} + \mathbf{u} \quad (2)$$

$$\mathbf{u} = \lambda \mathbf{W}\mathbf{u} + \boldsymbol{\varepsilon} \Rightarrow \mathbf{u} = (\mathbf{I} - \lambda \mathbf{W})^{-1} \boldsymbol{\varepsilon}$$

όπου  $\lambda$  είναι η παράμετρος των χωρικά αυτοσυσχετισμένων σφαλμάτων,  $\mathbf{W}$  είναι το χωρικό μητρώο σταθμίσεων και  $\boldsymbol{\varepsilon}$  είναι το διάνυσμα των όρων του σφάλματος. Ο χωρικός όρος αναφέρεται στο μητρώο των όρων του σφάλματος και όχι στις ανεξάρτητες μεταβλητές  $\mathbf{X}$ . Επομένως, η τοπική τιμή  $\mathbf{Y}$  είναι συνάρτηση των τοπικών χαρακτηριστικών και των παραλειπόμενων μεταβλητών των γειτονικών περιοχών. Ο όρος  $\mathbf{u}$  μπορεί να απαλειφθεί και τελικά η εξίσωση 3 μπορεί να γραφτεί ως:

$$\mathbf{Y} = \lambda \mathbf{WY} + \boldsymbol{\beta}\mathbf{X} - \lambda \mathbf{W}\boldsymbol{\beta}\mathbf{X} + \boldsymbol{\varepsilon} \quad (3)$$

Στο χωρικό μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος η εκτίμηση των ελαχίστων τετραγώνων (OLS) είναι αμερόληπτη ως προς του συντελεστές της παλινδρόμησης αλλά δεν είναι πλέον αποτελεσματική. Επομένως, η εκτίμηση του χωρικού μοντέλου διόρθωσης του σφάλματος θα πρέπει να βασίζεται σε εκτιμήσεις άλλων μεθόδων όπως αυτή της μέγιστης πιθανοφάνειας. Βασικό στοιχείο για την εκτίμηση με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας είναι η υπόθεση



ότι οι όροι του σφάλματος ακολουθούν την κανονική κατανομή (Anselin and Bera, 1998).

Η αξιολόγηση των μοντέλων της χωρικής παλινδρόμησης γίνεται με τον συντελεστή ποιότητας προσαρμογής  $R^2$ . Επειδή όμως η εκτίμηση των συντελεστών του μοντέλου γίνεται με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας εκτιμώνται ο λογάριθμος της πιθανοφάνειας, το κριτήριο του Akaike (Akaike information criterion – AIC) (Akaike, 1974) και το κριτήριο του Schwarz (Schwarz, 1978).

#### 4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Όπως ήδη αναφέρθηκε, για τον προσδιορισμό της επίδρασης της τοπογραφίας στη διαμόρφωση της αθροιστικής ετήσιας βροχόπτωσης εξετάστηκαν τρία διαφορετικά μοντέλα παλινδρόμησης, το μοντέλο της απλής γραμμικής παλινδρόμησης, το μοντέλο της χωρικής υστέρησης και το μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος. Οι εκτιμήσεις κάθε ενός από τα τρία μοντέλα χρησιμοποιήθηκαν για την διαμόρφωση του αντίστοιχου χάρτη της αθροιστικής ετήσιας βροχόπτωσης για την Ελλάδα (εικόνα 3), ενώ για να είναι δυνατή η αξιολόγηση αυτών των εκτιμήσεων χρησιμοποιείται ως βάση για σύγκριση ο χάρτης της εικόνας 3α όπου απεικονίζεται το αθροιστικό ετήσιο ύψος βροχής που προέκυψε εφαρμόζοντας τη μέθοδο παρεμβολής του αντιστρόφου του τετραγώνου της απόστασης (Dobesch et al., 2007).

Ειδικότερα, σε ότι αφορά τη διαμόρφωση των τριών μοντέλων παλινδρόμησης ακολουθήθηκε η τυπική διαδικασία διαμόρφωσης οποιασδήποτε συνάρτησης παλινδρόμησης. Αρχικά, από το σύνολο των μεταβλητών που εξετάστηκαν εντοπίστηκαν αυτές που επηρεάζουν περισσότερο την εξαρτημένη μεταβλητή, ενώ στη συνέχεια επιλέχθηκε η μορφή της συνάρτησης που περιγράφει καλύτερα τη σχέση μεταξύ της εξαρτημένης και των ανεξάρτητων μεταβλητών (Sen and Srivastava, 1990; Draper and Smith, 1998). Στην παρούσα εργασία μετά από μια σειρά δοκιμών αποδείχθηκε ότι και για τα τρία μοντέλα παλινδρόμησης η απλή γραμμική μορφή είναι αυτή που έχει τον καλύτερο δείκτη ποιότητας προσαρμογής.

Όλα τα μοντέλα αξιολογήθηκαν με τους τυπικούς ελέγχους που εκτελούνται σε αυτού του είδους τις μελέτες (Sen and Srivastava, 1990; Draper and Smith, 1998). Αρχικά, εξετάστηκαν αρκετοί συνδυασμοί ανεξάρτητων μεταβλητών χρησιμοποιώντας το σύνολο των διαθέσιμων μεταβλητών του αρχείου δεδομένων και αξιολογήθηκε η οριακή τους συνεισφορά. Πιο συγκεκριμένα, για την εκτίμηση του πρώτου μοντέλου από τα τρία μοντέλα, αυτού της απλής γραμμικής παλινδρόμησης, εφαρμόστηκε η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων. Το σύνολο των επτά μεταβλητών που φαίνονται στον πίνακα 2 αποδεικνύεται ότι είναι το αντιπροσωπευτικότερο για τα διαθέσιμα δεδομένα, ενώ θα πρέπει να σημειωθεί ότι ο

**Πίνακας 2: Αποτελέσματα και στατιστικές απόδοσης του μοντέλου γραμμικής παλινδρόμησης**

	Συντελεστής B	Τυπικό σφάλμα	τιμή - t	Σημ/τα
ΕΓΣΑ87X (Km)	0.240	0.000	3.116	0.002
Υψόμετρο (m)	0.347	0.087	3.985	0.000
Κλίση εδάφους (%)	11.328	2.356	4.809	0.000
ΑΣΘ (Km)	4.070	0.001	3.179	0.002
ΗΠΑΣΘ	-86.005	51.298	-1.677	0.095
ΗΠΑΣΘ × ΑΣΘ (Km)	-3.828	0.001	-2.882	0.004
Ηπειρωτική Ελλάδα	349.244	46.957	7.437	0.000
Προσαρμοσμένο $R^2$	0.766			
Στατιστική F	138.248			0.000
Τυπικό σφάλμα εκτίμησης	406.340			
Δείκτης I του Moran	0.592		7.866	0.000

σταθερός όρος της εξίσωσης παλινδρόμησης προέκυψε ότι πρέπει να απαλειφθεί. Όπως φαίνεται στον πίνακα 2 όπου παρουσιάζονται οι εκτιμήσεις της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, η συνολική σημαντικότητα του μοντέλου γραμμικής παλινδρόμησης είναι αρκετά ικανοποιητική. Οι τιμές των στατιστικών που χρησιμοποιούνται συνήθως για την αξιολόγηση της ποιότητας προσαρμογής του μοντέλου στα δεδομένα είναι: προσαρμοσμένο  $R^2 = 0.766$  και  $F = 138.248$  (το οποίο αντιστοιχεί σε τιμή  $p < 0.001$ ). Επίσης, όλες οι επεξηγηματικές μεταβλητές είναι στατιστικώς σημαντικές σε ικανοποιητικό επίπεδο με τις περισσότερες από αυτές να είναι στατιστικώς σημαντικές σε επίπεδο σημαντικότητας κατά πολύ μικρότερο του 1%. Ένα πολύ σημαντικό εύρημα είναι ότι υπάρχει σοβαρότατη ένδειξη χωρικής εξάρτησης των δεδομένων που προκύπτει από το δείκτη I του Morano οποίος έχει τιμή 0.592 σε επίπεδο σημαντικότητας πολύ μικρότερο του 1% (Cliff and Ord, 1981). Όλοι οι συντελεστές B των ανεξάρτητων μεταβλητών έχουν το αναμενόμενο πρόσημο με εξαίρεση το συντελεστή της μεταβλητής «ΕΓΣΑ87 Χ». Παρατηρώντας τον πίνακα 2 προκύπτει το συμπέρασμα ότι το αθροιστικό ετήσιο ύψος βροχής αυξάνει: στα ανατολικά της χώρας, όσο αυξάνει το υψόμετρο, όσο αυξάνει η κλίση του εδάφους, όσο αυξάνει η απόσταση από τη θάλασσα. Αντίστοιχα μειώνεται για τις θετικές τιμές των μεταβλητών ΗΠΑΣΘ και ΗΠΑΣΘ × ΑΣΘ πράγμα που σημαίνει ότι η αθροιστική ετήσια βροχόπτωση είναι σημαντικά μικρότερη για τις περιοχές που έχουν τη θάλασσα στα ανατολικά τους. Επίσης σύμφωνα με τα αποτελέσματα του πίνακα 2 οι περιοχές της ηπειρωτικής Ελλάδας έχουν 349.2 mm βροχής περισσότερα σε σχέση με τη νησιωτική Ελλάδα. Η εικόνα 3β προέκυψε χρησιμοποιώντας το μοντέλο του πίνακα 2 για τον υπολογισμό της τιμής κάθε εικονοστοιχείου. Για την εκτίμηση

**Πίνακας 3: Αποτελέσματα και στατιστικές απόδοσης του μοντέλου χωρικής υστέρησης**

	Συντελεστής B	Τυπικό σφάλμα	τιμή - z	Σημ/τα
Συντελεστής $\rho$	0.645	0.036	18.046	0.000
Σταθερός Όρος	359.639	68.371	5.260	0.000
ΕΓΣΑ87Χ (Km)	-0.513	0.000	-4.546	0.000
Υψόμετρο (m)	0.183	0.041	4.489	0.000
Κλίση εδάφους (%)	4.999	1.290	3.874	0.000
ΗΠΑΣΘ × ΑΣΘ (Km)	-1.932	0.001	-3.626	0.000
Προσαρμοσμένο $R^2$	0.795			
Λογ. Πιθανοφάνειας	-2025.572			
Κριτήριο Akaike	4063.144			
Κριτήριο Schwarz	4085.245			

**Πίνακας 4: Αποτελέσματα και στατιστικές απόδοσης του μοντέλου διόρθωσης σφάλματος**

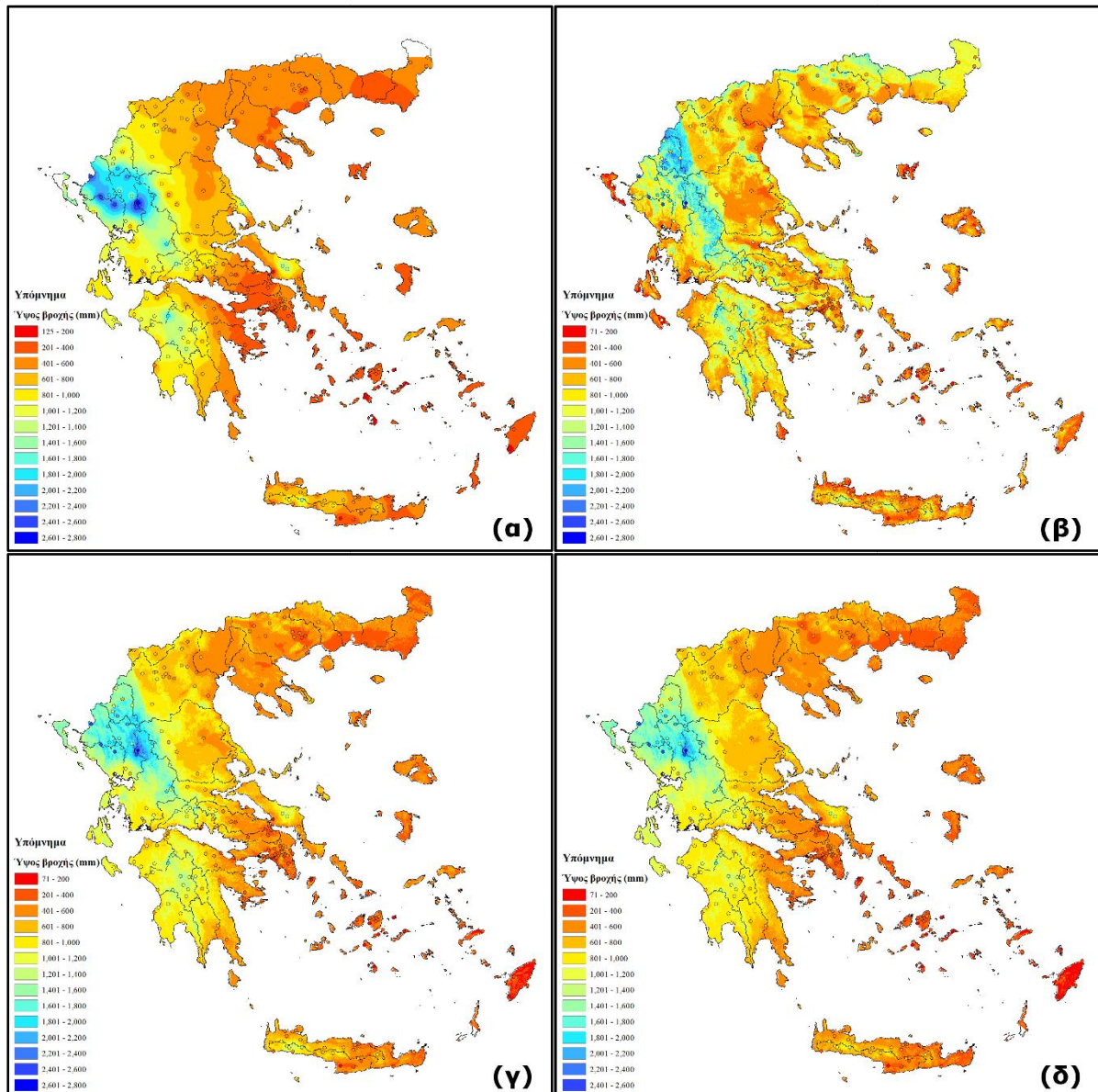
	Συντελεστής B	Τυπικό σφάλμα	τιμή - z	Σημ/τα
Σταθερός Όρος	1293.195	131.543	9.831	0.000
ΕΓΣΑ87Χ (Km)	-1.661	0.000	-6.030	0.000
Υψόμετρο (m)	0.221	0.045	4.877	0.000
Κλίση εδάφους (%)	4.357	1.296	3.362	0.001
ΚΕΔ × ΗΠΚΕΔ (%)	3.107	1.114	2.790	0.005
ΗΠΑΣΘ × ΑΣΘ (Km)	-1.739	0.001	-2.143	0.032
Συντελεστής $\lambda$	0.702	0.035	19.920	0.000
Προσαρμοσμένο $R^2$	0.801			
Λογ. Πιθανοφάνειας	-2027.417			
Κριτήριο Akaike	4068.835			
Κριτήριο Schwarz	4094.620			

των δύο μοντέλων χωρικής παλινδρόμησης, δηλαδή, του μοντέλου χωρικής υστέρησης και του μοντέλου διόρθωσης του σφάλματος, διαμορφώθηκε το μητρώο χωρικών σταθμίσεων. Το μητρώο αυτό διαμορφώθηκε σε δύο φάσεις. Πρώτα προσδιορίστηκαν οι γειτονικοί σταθμοί κάθε σταθμού και στη συνέχεια ορίστηκε το μέγεθος της χωρικής αλληλεπίδρασης (δηλαδή το βάρος) του κάθε σταθμού με τους γειτονικούς του. Ο προσδιορισμός των γειτονικών σταθμών στα πλαίσια της παρούσας εργασίας έγινε ορίζοντας μια μέγιστη απόσταση μεταξύ των γειτονικών σταθμών ως όριο, όπως περιγράφεται από τον Anselin (2005), τέτοια ώστε κάθε σταθμός να έχει τουλάχιστον ένα γειτονικό. Στη συνέχεια οι τιμές  $w_{ij}$  των στοιχείων του χωρικού μητρώων σταθμίσεων ορίστηκαν ως  $w_{ij} = 1/d_{ij}^a$  όπου  $d_{ij}$  είναι η απόσταση μεταξύ των δύο γειτονικών σταθμών ενώ η παράμετρος  $a$  μπορεί να πάρει τιμές μεταξύ των 0, 1, 2 και 3. Μετά από έλεγχο αποδείχθηκε ότι θέτοντας  $a = 3$  λαμβάνονται τα καλύτερα αποτελέσματα. Η διαμόρφωση του χωρικού μητρώου βαρών ολοκληρώθηκε με την κανονικοποίηση των σειρών του μητρώου, δηλαδή, την τροποποίηση των σειρών του μητρώου έτσι ώστε το άθροισμα των στοιχείων κάθε σειράς του μητρώου να έχει άθροισμα τη μονάδα (Ord, 1975; Anselin, 1988).

Η διαμόρφωση του χωρικού μητρώου σταθμίσεων επιτρέπει την εκτίμηση των δύο χωρικών μοντέλων παλινδρόμησης. Έτσι θέτοντας ως εξαρτημένη μεταβλητή το αθροιστικό ετήσιο ύψος βροχής και ανεξάρτητες μεταβλητές όλες τις διαθέσιμες μεταβλητές εκτιμήθηκαν τα μοντέλα που προσαρμόζονται καλύτερα στα δεδομένα. Οι εκτιμήσεις των συντελεστών  $B$  καθώς και οι στατιστικές απόδοσης του μοντέλου χωρικής υστέρησης φαίνονται στον πίνακα 3. Αντίστοιχα στον πίνακα 4 παρουσιάζονται οι εκτιμήσεις των συντελεστών  $B$  και οι στατιστικές απόδοσης του μοντέλου διόρθωσης του σφάλματος. Στους πίνακες 3 και 4 οι συντελεστές  $B$  των ανεξάρτητων μεταβλητών έχουν το αναμενόμενο πρόσημο με εξαίρεση ίσως το συντελεστή της μεταβλητής «ΚΕΔ × ΗΠΚΕΔ» του πίνακα 4. Όλες οι επεξηγηματικές μεταβλητές είναι στατιστικώς σημαντικές σε ικανοποιητικό επίπεδο με τις περισσότερες από αυτές να στατιστικώς σημαντικές σε επίπεδο σημαντικότητας κατά πολύ μικρότερο του 1%. Συγκρίνοντας τις τιμές που υπολογίστηκαν για το λογάριθμο της πιθανοφάνειας και τα κριτήρια Akaike (Akaike, 1974) και Schwarz (Schwarz, 1978) για κάθε ένα από τα δύο μοντέλα χωρικής παλινδρόμησης προκύπτει ότι το μοντέλο χωρικής υστέρησης είναι οριακά καλύτερο συγκρινόμενο με το μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος.

Η χωρική κατανομή της ετήσιας αθροιστικής βροχόπτωσης υπολογίστηκε από τις εκτιμήσεις των τριών μοντέλων και παρουσιάζεται στις εικόνες 3β, 3γ και 3δ, ενώ στην εικόνα 3α όπως ήδη αναφέρθηκε απεικονίζεται το αθροιστικό ετήσιο ύψος βροχής που προέκυψε εφαρμόζοντας τη μέθοδο παρεμβολής του αντιστρόφου του τετραγώνου της απόστασης και παρατίθεται εδώ για να είναι δυνατή η αξιολόγηση των εκτιμήσεων των μοντέλων παλινδρόμησης. Ειδικότερα στην εικόνα 3β φαίνεται η κατανομή του αθροιστικού ετήσιου ύψους βροχής για το έτος 2016 όπως προέκυψε από την εκτίμηση του μοντέλου γραμμικής παλινδρόμησης, υπολογίζοντας τις τιμές των εικονοστοιχείων από τους συντελεστές του μοντέλου και τις αντίστοιχες εικόνες τύπου raster που φαίνονται στην εικόνα 2. Αντίστοιχα στην εικόνα 3γ φαίνεται η κατανομή του αθροιστικού ετήσιου ύψους βροχής όπως προέκυψε από την εκτίμηση μοντέλου χωρικής υστέρησης και τέλος στην εικόνα 3δ η εκτίμηση που προέκυψε από την εφαρμογή των αποτελεσμάτων του μοντέλου διόρθωσης του σφάλματος.

Από τις εικόνες 3α έως 3δ επιβεβαιώνεται η προηγούμενη διαπίστωση ότι δηλαδή το μοντέλο που προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα είναι το μοντέλο χωρικής υστέρησης. Παρατηρώντας προσεκτικά την εικόνα 3β βλέπουμε ότι αν και σε γενικές γραμμές η κατανομή της ετήσιας αθροιστικής βροχόπτωσης που προκύπτει από το μοντέλο γραμμικής παλινδρόμησης έχει αναμενόμενα αποτελέσματα. Είναι εμφανής η διαφορά στο μέγεθος των βροχοπτώσεων μεταξύ ανατολικής και δυτικής Ελλάδας. Το εύρος των τιμών του αθροιστικού ετήσιου ύψους βροχής που εκτιμώνται από αυτό το μοντέλο κυμαίνεται μεταξύ



**Εικόνα 3: Εκτίμηση του αθροιστικού ετήσιου ύψους βροχής με: τη μέθοδο παρεμβολής (α) το μοντέλο της γραμμικής παλινδρόμησης (β) το μοντέλο χωρικής υστέρησης (γ) και το μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος (δ)**

των 100 mm και των 2800 mm. Παρουσιάζει όμως αρκετές αποκλείσεις σε διάφορες περιοχές της Ελλάδας. Εύκολα διακρίνεται, στην εικόνα 3β, το ιδιαίτερα χαμηλό ύψος βροχής που εκτιμάται για τα νησιά του Ιονίου. Επίσης το μέγιστο ετήσιο ύψος βροχής με βάση το μοντέλο γραμμικής παλινδρόμησης προκύπτει μεν στην περιοχή της Πίνδου, αλλά βορειότερα σε σχέση με τις τιμές που μετρήθηκαν από τους μετεωρολογικούς σταθμούς του δείγματος. Η προφανής εξήγηση για την ύπαρξη αυτών των αποκλίσεων είναι η χωρική εξάρτηση που διαπιστώθηκε ότι υπάρχει στα δεδομένα και αποτυπώνεται με τον δείκτη I του Moran (Cliff and Ord, 1981).

Από την άλλη μεριά οι εκτιμήσεις της κατανομής του αθροιστικού ετήσιου ύψους βροχής των εικόνων 3γ και 3δ που προέκυψαν από το μοντέλο της χωρικής υστέρησης και το μοντέλο της διόρθωσης του σφάλματος αντίστοιχα παρουσιάζουν αρκετές ομοιότητες. Επίσης, δεν εντοπίζονται τα προβλήματα που εντοπίστηκαν στην εκτίμηση που προέκυψε από το μοντέλο της γραμμικής παλινδρόμησης. Το εύρος των τιμών του αθροιστικού ετήσιου

ύψους βροχής που εκτιμώνται από το μοντέλο χωρικής υστέρησης κυμαίνεται μεταξύ των 100 mm και των 2800 mm, ενώ οι αντίστοιχες τιμές που προκύπτουν από το μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος είναι μεταξύ 100 mm και των 2600 mm. Κατά συνέπεια σημαντικότερο πρόβλημα που εντοπίζεται στην εκτίμηση που προέκυψε από το μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος είναι ότι οι τιμές του αθροιστικού ετήσιου ύψους βροχής που εκτιμώνται από αυτό το μοντέλο είναι περίπου 7% μικρότερες από αυτές που μετρήθηκαν από τους αντίστοιχους σταθμούς.

## 5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας εξετάστηκε η επίδραση της τοπογραφίας στην χωρική κατανομή των βροχοπτώσεων στον Ελλαδικό χώρο. Εντοπίστηκαν οι κυριότερες παράμετροι που επηρεάζουν τη διαμόρφωση της χωρικής κατανομής των ατμοσφαιρικών κατακρημνίσεων και διαμορφώθηκαν με επιτυχία τρία διαφορετικά μοντέλα παλινδρόμησης που περιγράφουν την χωρική κατανομή ετήσιου ύψους βροχής για το έτος 2016. Πιο συγκεκριμένα, εξετάστηκαν το μοντέλο της απλής γραμμικής παλινδρόμησης, το μοντέλο της χωρικής υστέρησης και το μοντέλο διόρθωσης του σφάλματος. Αποδείχθηκε ότι το μοντέλο χωρικής υστέρησης προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα των μετρήσεων του ετήσιου ύψους βροχής, όπως αυτές καταγράφηκαν από το δίκτυο των μετεωρολογικών σταθμών του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Το μοντέλο της χωρικής υστέρησης περιγράφει σε ποσοστό της τάξης του 80% την μεταβλητότητα στη χωρική κατανομή των βροχοπτώσεων. Αυτό το αποτέλεσμα είναι τέτοιο που επιτρέπει την περαιτέρω διερεύνηση της επίδρασης της μορφολογίας του εδάφους στην χωρική κατανομή των βροχοπτώσεων. Για αυτό το λόγο θα πρέπει να εξεταστούν και άλλα χαρακτηριστικά της μορφολογίας του εδάφους ως ανεξάρτητες μεταβλητές. Η μεθοδολογία που αναπτύχθηκε εδώ θα πρέπει να ελεγχθεί και για άλλα ημερολογιακά έτη ώστε να επιβεβαιωθεί, αν είναι δυνατό, ότι τα ίδια χαρακτηριστικά της μορφολογίας του εδάφους συμβάλουν σε ανάλογο βαθμό στη διαμόρφωση της κατανομής των βροχοπτώσεων. Είναι χρήσιμο να ελεγχθεί αν αυτή η μεθοδολογία είναι το ίδιο αποδοτική για την εκτίμηση της μηνιαίας ή ακόμα και της ημερήσιας αθροιστικής βροχόπτωσης. Τέλος σε επόμενο στάδιο είναι χρήσιμο να εξεταστεί ο συνδυασμός της μεθοδολογίας που παρουσιάζεται στην παρούσα εργασία με τις εκτιμήσεις που προκύπτουν από τις δορυφορικές λήψεις με στόχο την βελτίωση των τελευταίων.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahrens, C. D., and Henson, R. (2016). *Meteorology today: An introduction to weather, climate, and the environment* (11th ed.). Cengage Learning.
- Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6), 716–723.
- Anselin, L. (1988). *Spatial Econometrics: Methods and Models*. Springer Netherlands.
- Anselin, L. (2001). Spatial Effects in Econometric Practice in Environmental and Resource Economics. *American Journal of Agricultural Economics*, 83(3), 705–710.
- Anselin, L. (2003). Spatial Econometrics. In B. H. Baltagi (Ed.), *A Companion to Theoretical Econometrics* (pp. 310–330). Blackwell Publishing Ltd.
- Anselin, L. (2005). Exploring Spatial Data with GeoDa: A Workbook.
- Anselin, L., and Bera, A. (1998). Spatial Dependence in Linear Regression Models with an Introduction to Spatial Econometrics. In A. Ullah & D. E. A. Giles (Eds.), *Handbook of Applied Economic Statistics* (pp. 237–289). New York: Marcel Dekker.
- Baron, K., and Aldstadt, J. (2003). Title: An ArcGIS Application of Spatial Statistics to Precipitation Modeling. *ESRI Inter. User Conf.*, (2006), 1–11.

- Cliff, A. D., and Ord, J. K. (1981). *Spatial processes : models and applications*. London, UK: Pion Limited.
- Dobesch, H., Dumolard, P., and Dyras, I. (2007). *Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology*. (H. Dobesch, P. Dumolard, & I. Dyras, Eds.). London, UK: ISTE.
- Draper, N. R., and Smith, H. (1998). *Applied Regression Analysis*. Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons, Inc.
- Duan, Z., Liu, J., Tuo, Y., Chiogna, G., and Disse, M. (2016). Evaluation of eight high spatial resolution gridded precipitation products in Adige Basin (Italy) at multiple temporal and spatial scales. *Science of The Total Environment*, 573, 1536–1553.
- ESRI. (2011). ArcGIS Desktop. Environmental Systems Research Institute.
- European Union. (2016). EU-DEM v1.1 — Copernicus Land Monitoring Service. European Environment Agency (EEA).
- Haddad, K., Johnson, F., Rahman, A., Green, J., and Kuczera, G. (2015). Comparing three methods to form regions for design rainfall statistics: Two case studies in Australia. *Journal of Hydrology*, 527, 62–76.
- Hession, S. L., and Moore, N. (2011). A spatial regression analysis of the influence of topography on monthly rainfall in East Africa. *International Journal of Climatology*, 31(10), 1440–1456.
- Kidd, C., and Huffman, G. (2011). Global precipitation measurement. *Meteorological Applications*, 18(3), 334–353.
- Lagouvardos, K., Kotroni, V., Bezes, A., Koletsis, I., Kopania, T., Lykoudis, S., ... Vougioukas, S. (2017). The automatic weather stations NOANN network of the National Observatory of Athens: operation and database. *Geoscience Data Journal*, 4, 4-16
- Legates, D. R., and Willmott, C. J. (1990). Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology*, 10(2), 111–127.
- Lo Conti, F., Hsu, K.-L., Noto, L. V., and Sorooshian, S. (2014). Evaluation and comparison of satellite precipitation estimates with reference to a local area in the Mediterranean Sea. *Atmospheric Research*, 138, 189–204.
- Marquínez, J., Lastra, J., and García, P. (2003). Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. *Journal of Hydrology*, 270(1–2), 1–11.
- Michaelides, S., Levizzani, V., Anagnostou, E., Bauer, P., Kasparis, T., and Lane, J. E. (2009). Precipitation: Measurement, remote sensing, climatology and modeling. *Atmospheric Research*, 94(4), 512–533.
- Ord, K. (1975). Estimation Methods for Models of Spatial Interaction. *Journal of the American Statistical Association*, 70(349), 120–126.
- Schwarz, G. (1978). Estimating the Dimension of a Model. *The Annals of Statistics*, 6(2), 461–464.
- Sen, A., and Srivastava, M. (1990). *Regression Analysis*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Staub, C. G., Stevens, F. R., and Waylen, P. R. (2014). The geography of rainfall in Mauritius: Modelling the relationship between annual and monthly rainfall and landscape characteristics on a small volcanic island. *Applied Geography*, 54, 222–234.
- Sun, R., Yuan, H., Liu, X., and Jiang, X. (2016). Evaluation of the latest satellite–gauge precipitation products and their hydrologic applications over the Huaihe River basin. *Journal of Hydrology*, 536, 302–319.
- Tsintikidis, D., Georgakakos, K. R., Sperfslage, J. A., Smith, D. E., and Carpenter, T. M. (2002). Precipitation uncertainty and raingauge network design within Folsom Lake watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(2), 175–184.



- Um, M.-J., Yun, H., Jeong, C.-S., and Heo, J.-H. (2011). Factor analysis and multiple regression between topography and precipitation on Jeju Island, Korea. *Journal of Hydrology*, 410(3–4), 189–203.
- E.M.Y. (2016). *Το κλίμα της Ελλάδος*. Αθήνα.
- ΕΛΣΤΑΤ. (2011). *Στατιστική επετηρίδα της Ελλάδος 2009 και 2010*. Αθήνα.